

УДК 551.466.8

СПОСОБ УЧЕТА ПРИЛИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ РЕГИОНАЛЬНЫХ КЛИМАТОВ ВОДОЕМОВ НА ПРИМЕРЕ БЕЗЛЕДНОГО БАРЕНЦЕВА МОРЯ

© 2017 г. Б. А. Каган¹, Е. В. Софьина^{1,2}¹Санкт-Петербургский филиал Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Санкт-Петербург, Россия²Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

e-mail: kagan@ioras.nw.ru, soffina_k@mail.ru

Поступила в редакцию 16.04.2015 г.

Для учета приливных изменений климата водоема коэффициент диапикнической диффузии, определяемый решением задачи о динамике внутренних приливных волн (ВПВ), предлагается (в соответствии с приближением о “слабом взаимодействии” турбулентности различного происхождения) добавлять к коэффициенту вертикальной турбулентной диффузии, контролируемому ветровым и термохалинным форсингами. После этого уравнения гидротермодинамики интегрируются при коэффициенте вертикальной турбулентной диффузии, включающем или нет индуцируемую ВПВ диапикническую диффузию, до выхода решения на квазистационарный режим. Затем оба решения, для отыскания которых используется трехмерная конечно-элементная гидростатистическая модель QUODDY-4, сравниваются. Сравнение решений показывает, что для некоторых гидрологических характеристик роль приливов в формировании климата Баренцева моря летом не так уж и мала. В качестве иллюстраций приводятся поля динамической топографии свободной поверхности, скоростей поверхностных течений, а также температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина, полученные без учета приливов и их приливные изменения.

DOI: 10.7868/S0030157416060046

1. ВВЕДЕНИЕ

Поясним, прежде всего, что понимается под словосочетанием “региональный климат водоема”. Им будем называть характерную для данного региона совокупность пространственных распределений и их сезонных изменений динамической топографии свободной поверхности водоема, скоростей течений, а также температуры и солёности морской воды на разных горизонтах.

В настоящее время считается, что влияние приливов на климат водоема сказывается посредством индуцируемой внутренними приливными волнами (ВПВ) диссипации бароклинной приливной энергии, определяемой в придонном пограничном слое, как и в приземном слое атмосферы, орографическим сопротивлением. Предполагается также, что выполняется приближение “слабого взаимодействия” [2], согласно которому, если разность характерных частот и пространственных масштабов турбулентности различного происхождения достаточно велика, то нелинейным взаимодействием между отдельными ее составляющими можно пренебречь, и влияние приливов на климат водоема сводится к добавлению приливного вклада к вкладам ветрового и термохалинного форсингов, ответственным за форми-

рование полей климатических характеристик. Действительно, влияние приливов должно вызывать изменения вертикальных сдвигов скорости и вертикальной стратификации в водоеме, а они должны приводить к изменениям диссипации бароклинной энергии и связанной с ней диапикнической диффузии. В результате произойдет трансформация вертикальной турбулентной диффузии, регулирующей пространственные распределения гидрологических характеристик, со всеми вытекающими для климата водоема последствиями. Так рассуждали авторы первого способа описания приливных изменений климата океана, предложенного в [8] и реализованного в [7, 16–18].

Второй способ, близкий в идейном отношении к первому, использовался в [13]. В нем зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии от локального числа Ричардсона считалась заданной, и влияние приливов на климат океана учитывалось надлежащим изменением коэффициента вертикальной турбулентной диффузии вследствие индуцируемых приливами изменений вертикальных сдвигов скорости и стратификации.

Можно предположить еще один способ описания приливных изменений климата водоема. Как и первые два, он также основывается на прибли-

жении “слабого взаимодействия” и заключается в определении индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии из решения уравнений динамики ВПВ и в последующем сложении ее с вертикальной турбулентной диффузией, обязанной комбинированному (ветровому + термохалинному) форсингу (тем самым приливные эффекты учитываются косвенно). Затем производится интегрирование уравнений гидротермодинамики, описывающих климат водоема, при задании коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, включающего или нет приливную составляющую, до выхода решений на квазистационарный режим и сравнение решений, найденных с учетом и без учета приливных эффектов. На первый взгляд, этот способ может показаться более трудоемким по сравнению с первыми двумя. Однако опасение рассеивается, если принять во внимание тот факт, что поле ВПВ и отвечающее ему распределение диссипации бароклинической приливной энергии рассчитываются раз и навсегда. Кроме того, полученные на его основе оценки приливных изменений климата водоема заведомо достовернее тех, что соответствуют первым двум способам как найденные при менее ограничительных предположениях. В этой связи уместно напомнить, что в основе первого способа лежит априорное предположение о неизменности (в горизонтальной плоскости) вертикального распределения диссипации и задание фиксированного вертикального масштаба ее вырождения, типичного для Бразильской котловины, тогда как второй допускает универсальность зависимости коэффициента турбулентной диффузии от локального числа Ричардсона. Первые два предположения дискуссионны, имея в виду пятнистую структуру диссипации в океане, третье никак не обосновывается и нуждается в проверке в каждом конкретном случае.

Мы видели цель настоящей работы в том, чтобы испытать предлагаемый способ учета приливных изменений региональных климатов водоемов в приложении к условиям безледного Баренцева моря.

2. СПЕЦИФИКА ПРИНЯТОЙ МОДЕЛИ

Привлекательная для достижения намеченной цели трехмерная конечно-элементная гидростатическая модель QUODDY-4 подробно обсуждалась в [6]. Поэтому здесь мы остановимся только на специфических ее деталях, имеющих прямое отношение к исследуемому объекту.

Море рассматривается непрерывно стратифицированным. Стратификация определяется локальным вертикальным распределением температуры и солености морской воды в начальный момент времени и рассчитывается по предсказанным значениям температуры и солености в

дальнейшем. Тем самым мы отказываемся от фиксации вертикального профиля частоты плавуности — упрощения, справедливого при отсутствии ветрового и термохалинного форсингов, которые ответственны за поддержание горизонтальной неоднородности поля плотности морской воды.

Индущуруемая ВПВ диапикническая диффузия принимается равной найденной в [9] с использованием высокоразрешающей арктической приливной модели [10], ассимилирующей всю имеющуюся эмпирическую информацию о приливах, включая данные TOPEX/Poseidon и ERS-1 спутниковой альтиметрии. В результате неявно предполагается (и это предположение оправдывается), что приливные колебания уровня в непрерывно стратифицированном и однородном морях лишь незначительно отличаются между собой.

В рассматриваемом случае все канонические переменные, кроме приливных колебаний уровня, считаются удовлетворяющими радиационному условию на открытой границе, которое сводится к условию равенства нулю нормальной производной от искомой переменной, если вычислительная фазовая скорость распространения сигнала достаточно высока. Это условие предполагает, что ВПВ, индуцирующие бароклинные возмущения скорости (они определяются как отклонения фактической скорости от баротропной (средней по глубине)), равно как и другие возмущения решения, генерируются (если это происходит) внутри стратифицированной области и распространяются от очагов их генерации через открытые границы.

При определении ветрового форсинга поток импульса на границе раздела вода—воздух и вода—дно аппроксимируется квадратичным законом сопротивления с коэффициентом пропорциональности (коэффициентом сопротивления), равным 1.3×10^{-3} и 5.0×10^{-3} соответственно. Летние потоки тепла и соли, необходимые для задания термохалинного форсинга, аппроксимируются т.н. восстанавливающими (restoring) граничными условиями, представляющими потоки пропорциональными разностям климатических и предсказываемых переменных с коэффициентом пропорциональности, который имеет смысл обратного времени восстановления. Время восстановления для температуры и солености морской воды принимается одинаковым и равным 10^5 с, т.е., по принятой в [7] терминологии, восстановление предсказанных температуры и солености морской поверхности к их климатическим значениям считается сильным.

Климатические значения температуры и солености на морской поверхности берутся из цифрового атласа Арктики [21] для летнего периода, со-

держашего результаты *in situ* измерений температуры и солёности морской воды за всю историю исследований Северного Ледовитого океана. Отклонения уровня свободной поверхности на открытой границе моря принимаются равными их значениям по архивным данным CNES-CLS09 средней глобальной динамической топографии свободной поверхности, полученным в [15] комбинацией спутниковой альтиметрии с *in situ* измерениями. Информация о пространственном распределении скорости приземного ветра в приземном слое атмосферы для летнего сезона берётся по данным NCEP-NCAR (R1) реанализа [14].

Баренцево море дискретизируется неоднородной конечно-элементной сеткой с горизонтальным разрешением, варьирующимся от 1.5 км вблизи очагов генерации ВПВ до 19.5 км в открытом море. В общем горизонтальное разрешение принимается изменяющимся в зависимости от локальной глубины (чем меньше глубина, тем подробнее горизонтальное разрешение), так что бароклинный радиус деформации Росби (или горизонтальный масштаб внутренних волн Кельвина), равный летом в Баренцевом море 7.8 км, дискретизируется посредством пяти конечных элементов. Вводится отслеживающая топографию дна вертикальная координата. В вертикальной плоскости толща моря делится на 40 слоев переменной толщины со сгущением слоев в поверхностном и придонном слоях моря. Топография дна заимствуется из банка данных IBCAO [5]. Шаг по времени полагается равным 74.52 с. Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии определяются по формуле Смагоринского [20]. Коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии вычисляются с использованием 2.5-уровневой схемы турбулентного замыкания [12].

Уравнения модели интегрируются до установления квазистационарного режима от начального момента времени, определяемого как момент, когда море находится в состоянии покоя, а реликтовая турбулентность — отсутствующей. Квазистационарный режим считается установившимся, если относительные изменения плотностей баротропной и интегральной по глубине бароклинной энергии изменяются в два последующих момента времени не более чем на 1%. При задании ветрового + термохалинного и ветрового + термохалинного + приливного форсингов время установления квазистационарного режима получается примерно равным 730 суткам. После достижения этого времени находятся скорости течений на поверхности и на различных горизонтах, а также динамическая топография свободной поверхности и температура и солёность морской воды на разных глубинах.

3. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ИХ СРАВНЕНИЕ С РЕЗУЛЬТАТАМИ ДИАГНОСТИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ И ДАННЫМИ КОНТАКТНЫХ И СПУТНИКОВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Для Баренцева моря характерна крупномасштабная циклоническая поверхностная циркуляция, сочетающаяся с многочисленными мезомасштабными циклоническими и антициклоническими круговоротами. Последние отчетливо видны на схеме поверхностной циркуляции, построенной как по результатам диагностических расчетов [1, 4, 19], так и по данным *in situ* измерений скорости, включая данные буев [11]. Как известно, характер поверхностной циркуляции Баренцева моря определяется преимущественно водообменом с соседними бассейнами, горизонтальной неоднородностью поля плотности, топографией дна и господствующими ветрами. Господствующие ветра поставлены здесь на последнее место намеренно: по сравнению с другими факторами, их влияние, по крайней мере летом, не столь значительно, как это утверждается в [4]. Доказательством тому могут служить упомянутые в [4] факты одностороннего характера течений на преобладающей части моря, а также независимость водообмена с соседними бассейнами от преобладания того или иного типа атмосферной циркуляции над морем.

Особенности поля поверхностных течений, полученного по результатам моделирования и изображенного на рис. 1а, очень напоминают те, что были установлены по результатам диагностических расчетов и *in situ* измерений скоростей течений. Так, на рис. 1а хорошо выражены прибрежное течение арх. Земли Франца Иосифа, Восточно-Шпицбергенское, Зюйдкапское и Медвежинское течения и некоторые другие. Воспроизводятся даже Беломорское и Печорское стоковые течения. Вместе с тем модельная схема оказалась не в состоянии воспроизвести течение Литке из-за замены открытой границы между о-вами Новая Земля и о. Вайгач непроницаемой твердой стенкой, а также северную и центральную ветви Нордкапского течения из-за их смещения. Примечательно и то, что большинство поверхностных течений удастся воспроизвести без учета приливов, откуда следует, что роль приливов в формировании поверхностной циркуляции Баренцева моря не столь существенна, и ею в первом приближении оправдано пренебречь.

Использование восстанавливающих граничных условий для температуры и солёности морской воды на свободной поверхности моря является причиной того, что поля поверхностных температуры и солёности в установившемся состоянии становятся не очень показательными для выяснения роли приливных эффектов. Дело в том, что, если время установления квазистацио-

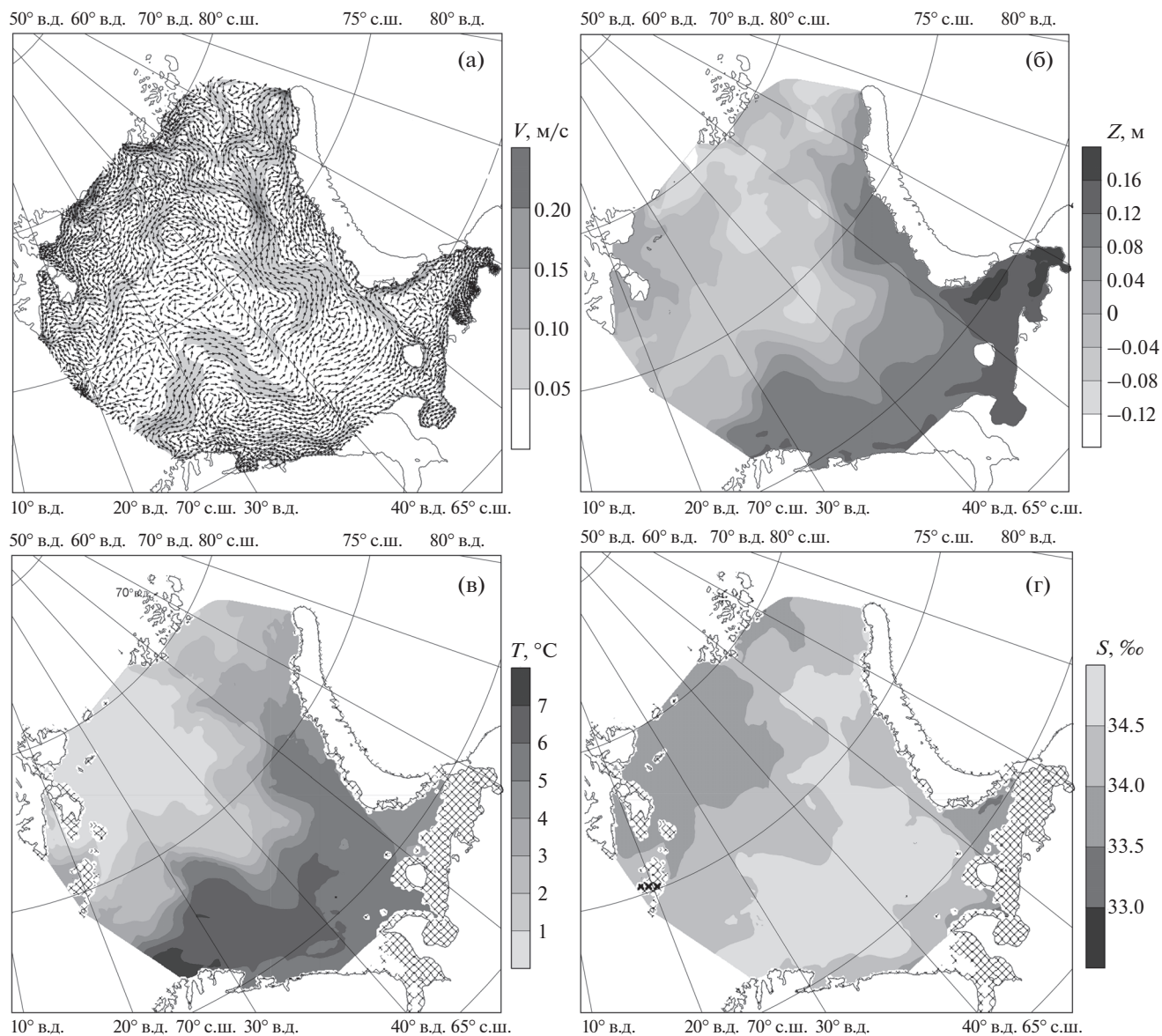


Рис. 1. Пространственное распределение скоростей поверхностных течений (а), динамической топографии свободной поверхности (б) и температуры (в) и солёности (г) морской воды на глубине пикноклина в Баренцевом море без учета приливов летом.

Область с глубинами, меньшими глубины пикноклина, заштрихована косой клеткой.

нарного режима много больше времени восстановления, предсказываемые переменные на свободной поверхности моря имеют тенденцию стремиться к их климатическим значениям. В этом отношении более показательными будут поля температуры и солёности в глубинном слое моря, скажем, на глубине верхней границы пикноклина (50 м). Согласно данным наблюдений [21], указанные поля, особенно поле температуры, испытывают заметные пространственные изменения с максимумом температуры, превосходящим 6°C в юго-западной части, и минимумом, составляющим -1°C в северной и северо-восточной частях моря. Преимущественно широтная ориента-

ция изотерм наблюдается на севере моря. На всей остальной акватории изотермы содержат меридиональные отклонения, особенно отчетливо выраженные в юго-западной и центральной частях моря. Они не распространяются на Новоземельный желоб, где, как и в юго-восточной части моря, температура морской воды на глубине 50 м составляет 1°C .

Солёность морской воды на преобладающей части акватории, кроме прибрежной зоны Кольского п-ва и района, примыкающего к северо-восточному побережью п-ва Канин, где она равна приблизительно 33.5‰ , изменяется в узких пределах.

Как и данные наблюдений, результаты моделирования (рис. 1б и 1в) указывают на существование максимумов температуры на глубине 50 м в юго-западной части моря. Теперь, однако, язык теплой воды простирается вдоль всего Новоземельного побережья, так что даже у м. Желания температура морской воды равна 3°C . Пространственные изменения солёности на глубине 50 м также увеличиваются: значения солёности, достигающие 34 ‰ и выше, в модельном случае охватывают центральную и северо-восточную части моря. Наоборот, в северо-западной части моря солёность варьируется от 33.5 до 34‰.

Аналогичные особенности пространственной изменчивости присущи и полю динамической топографии свободной поверхности. По данным наблюдений [15], оно близко к широтному с минимумом отклонений уровня свободной поверхности (до -0.1 м) в районе арх. Земля Франца Иосифа и максимумом, равным 0.15 м, в Печорском море (юго-восточная часть Баренцева моря). Широтное положение изолиний отклонений уровня нарушается только в юго-западной и центральной частях моря, где детектируются не понижение уровня, как это имеет место у Новоземельского побережья, а, наоборот, его повышение до 0.05 м. Несколько иную картину дает модельное поле динамической топографии свободной поверхности (рис. 1г). На этом рисунке, как и на рисунке, иллюстрирующем динамическую топографию свободной поверхности по данным наблюдений, максимальное понижение уровня происходит в районе арх. Земля Франца Иосифа. Небольшое повышение уровня (вместо такого же понижения) обнаруживается вдоль всего Новоземельского побережья, понижение — на западе центральной части моря. Отмеченное несоответствие моделируемых и наблюдаемых значений отклонений уровня в общем, однако, невелико и не превышает ± 0.1 м.

Результаты моделирования, о которых шла речь, отвечают профилю коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, среднее по площади моря значение которого изображено на рис. 2 пунктиром. Здесь же приводится профиль среднего коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, полученного при косвенном учете приливных эффектов (путем добавления к первому из них коэффициента диапикнической диффузии, обязанного ВПВ). Он показан на рис. 2 сплошной кривой. Видно, что в верхнем и нижних слоях моря отмечаются противоположные изменения: в нижних слоях коэффициент вертикальной турбулентной диффузии увеличивается, в верхних — уменьшается. Как было отмечено в [3], причиной этого могут быть обратные изменения стратификации, определяемые вертикальным распределением частоты плавучести. Средний по объему моря коэффициент вертикальной турбулентной диффузии равен $0.0019 \text{ м}^2/\text{с}$ без учета и

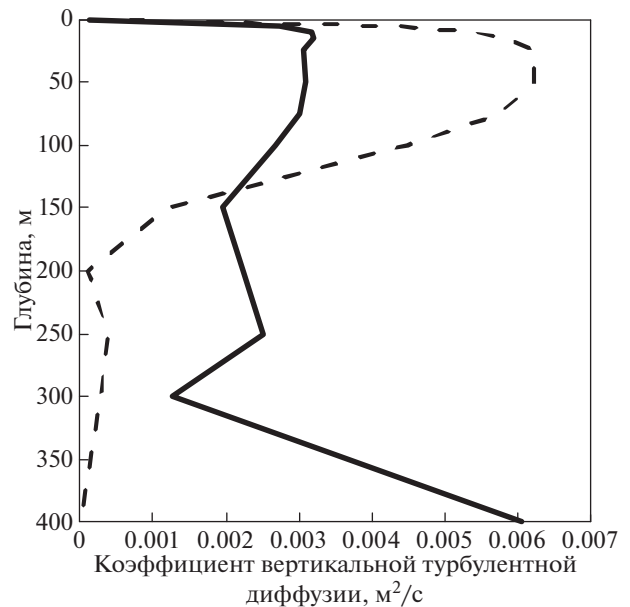


Рис. 2. Средние (по площади моря) профили коэффициента вертикальной турбулентной диффузии без учета (пунктир) и с учетом (сплошная кривая) приливов в Баренцевом море летом.

$0.0027 \text{ м}^2/\text{с}$ с учетом приливов. Сравнение их значений свидетельствует о том, что вклад приливов в формирование климата Баренцева моря не является пренебрежимо малым.

Учет приливов приводит к общему повышению уровня на преобладающей части моря. Максимальное повышение уровня (до 0.08 м) детектируется в центральной части моря, максимальное понижение (-0.03 м) — в юго- и северо-западной и северо-восточной частях моря (рис. 3а). Индуцируемые приливные изменения скорости поверхностных течений (рис. 3б) в общем невелики и на преобладающей части моря составляют до ± 0.02 м/с. И только в юго-западной части, на Шпицбергенской банке, около арх. Земля Франца Иосифа, в Печорском море они достигают 0.08 м/с. Наибольшее повышение температуры воды на глубине 50 м (более 3.5°C) происходит на западе центральной части моря. На остальной акватории имеют место либо небольшое понижение, либо небольшое повышение температуры (от ± 0.5 до 1°C), см. рис. 3в. Наибольшие изменения солёности (до 0.6‰) обнаруживаются на западе центральной части, в окрестности юго-западного входа в море и у Кольского побережья. На преобладающей части моря солёность увеличивается до 0.2‰ и только в северо-восточной и юго-восточной частях она уменьшается до -0.4 ‰ (рис. 3г).

Из сказанного выше следует, что учет приливов не вызывает коренной перестройки климата водоема. Тем не менее, приливные изменения

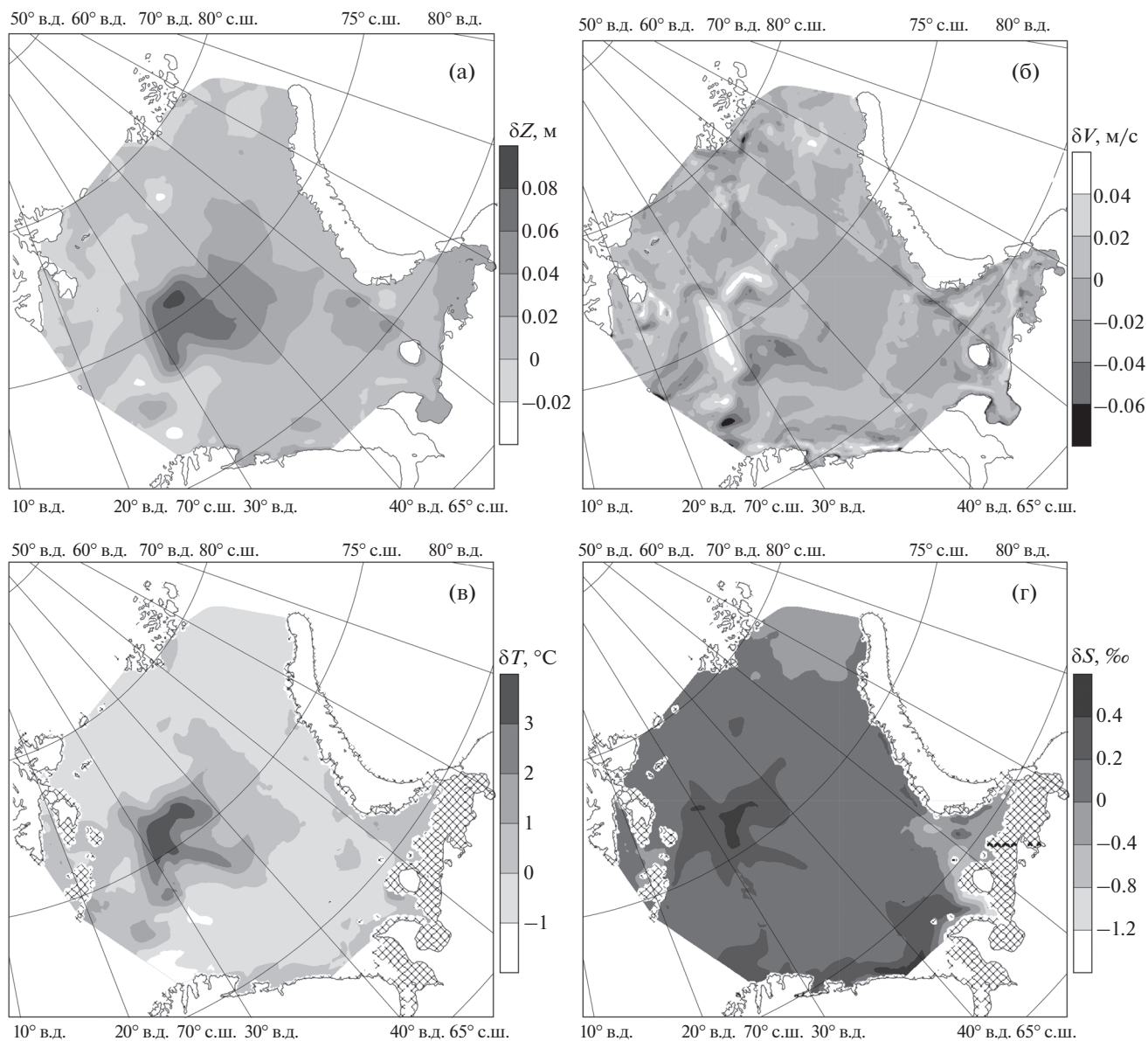


Рис. 3. Приливные изменения динамической топографии свободной поверхности (а), величины скорости поверхностных течений (б), температуры (в) и солёности (г) морской воды на глубине пикноклина в Баренцевом море летом. Пояснения см. в рис. 1.

гидрологических характеристик, и притом весьма ощутимые, приурочены, главным образом, к локальным районам, разбросанным по всему морю в виде дискретных пятен.

Для иллюстрации влияния приливов на структуру полей температуры и солёности морской воды можно воспользоваться отдельными фрагментами рис. 4, на которых представлены распределения температуры и солёности в верхнем 100-метровом слое разреза “Кольский меридиан” при отсутствии и наличии приливов. Фрагменты 4а, в, относящиеся к температуре, отличаются друг от друга весьма значительно: отсутствие приливов привело к общему увеличению объема водной

массы с температурой, варьирующейся от 6 до 7°C. Она простирается на всю толщу рассматриваемого слоя на севере и постепенно уменьшает свою толщину с расстоянием от начала разреза на юге, где ее толщина не превышает 50 м. Данные наблюдений, систематизированные в [21], как и результаты моделирования, полученные при учете приливов, не допускают возможности существования такой особенности. Отличия распределений солёности (рис. 4б и 4г) скромнее. Оба фрагмента, соответствующие случаям неучета и учета приливов, свидетельствуют о сосредоточении изменений солёности преимущественно в южной части разреза. В остальной его части соле-

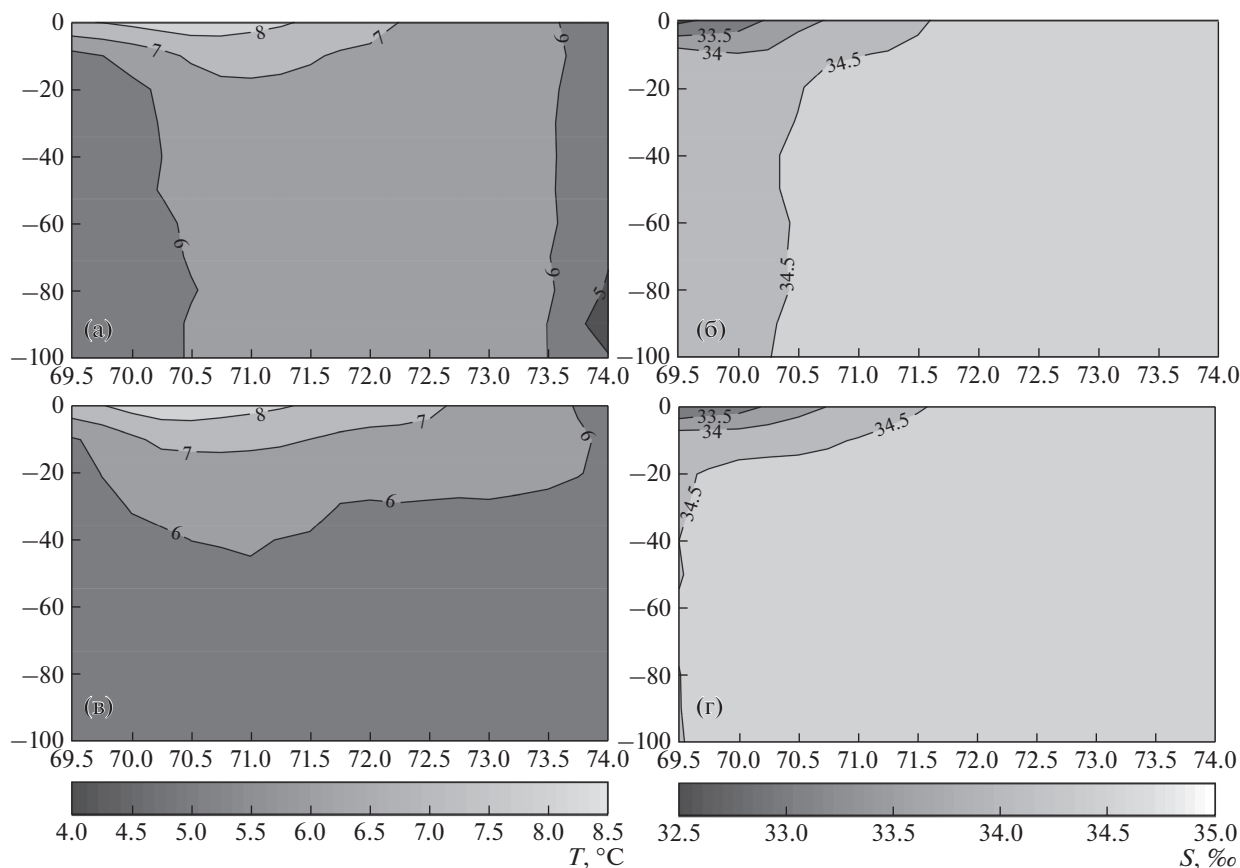


Рис. 4. Распределения температуры (слева) и солёности (справа) в верхнем 100-метровом слое разреза “Кольский меридиан” без учета (а, б) и с учетом (в, г) приливов летом. На оси абсцисс отложены северные широты в град., на оси ординат – глубины в м.

ность изменяется в узких пределах – от 34.5 до 35‰. Отмеченный факт согласуется с данными наблюдений [21].

О роли приливов в формировании климата Баренцева моря можно судить также, сравнивая

между собой меры ошибок результатов моделирования, полученных без учета и с учетом приливов (таблица). Оказывается, что учет приливов приводит к улучшению практически всех принятых мер ошибок, кроме среднего квадратического

Меры ошибок при моделировании климата Баренцева моря без учета и с учетом приливов

Случай	Характеристика	Меры ошибок		
		среднее квадратическое отклонение	коэффициент линейной корреляции	индекс разброса
Без учета приливов	Топография свободной поверхности	0.051 м	0.7250	12.96
	Температура морской воды на глубине пикноклина	2.36°C	0.7637	0.79
	Солёность морской воды на глубине пикноклина	0.58‰	0.9998	0.02
С учетом приливов	Топография свободной поверхности	0.048 м	0.7731	2.72
	Температура морской воды на глубине пикноклина	2.42°C	0.7945	0.78
	Солёность морской воды на глубине пикноклина	0.47‰	0.9998	0.01

отклонения для температуры морской воды на глубине 50 м. При учете приливов она не уменьшается, как должно быть, а немного увеличивается в пределах точности ее расчета. Все остальные меры ошибок (как-то: среднее квадратическое отклонение для динамической топографии свободной поверхности и солёности морской воды на глубине 50 м, а также коэффициент линейной корреляции и индекс разброса исследуемых характеристик) изменяются в полном соответствии с имеющимися представлениями.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предлагается альтернативный способ учета приливных изменений климата водоема. Он заключается в добавлении коэффициента индуцируемой ВПВ диапикнической диффузии к коэффициенту вертикальной турбулентной диффузии, определяемому ветровым и термохалинным форсингами, в последующем интегрировании уравнений гидротермодинамики водоема при результирующем коэффициенте вертикальной турбулентной диффузии, включающем вклад диапикнической диффузии, и в сравнении двух решений, найденных без учета и с учетом приливов. Сравнение этих решений показывает, что роль приливов в формировании климата Баренцева моря не так уж и мала. В качестве иллюстраций приводятся приливные изменения динамической топографии свободной поверхности, скоростей поверхностных течений, а также температуры и солёности морской воды на глубине пикноклина. Как выясняется, учет приливов приводит к общему повышению (до 0.08–0.10 м) уровня моря в центральной части и его понижению (до –0.02 м) в северо-западной и юго-западной частях моря. Приливные изменения скоростей поверхностных течений в общем невелики и составляют на преобладающей части акватории всего до ± 0.02 м/с. Максимальные изменения скорости, превышающие –0.06 м/с, обнаруживаются в юго-западной части моря и в прибрежной зоне Кольского п-ва. Наибольшее повышение температуры морской воды на глубине пикноклина (3.5°C) происходит на западе центральной части моря. На остальной акватории детектируются либо небольшие понижения, либо небольшие повышения температуры, составляющие от ± 0.5 до 1.0°C. Приливные изменения солёности качественно подобны. Все это говорит о том, что учет приливов, хотя и не приводит к коренной перестройке полей гидрологических характеристик, сопровождается весьма ощутимыми их региональными изменениями, имеющими вид дискретных пятен.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации. Уникальный идентификатор проекта RFMEFI58615X0023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР Т. Баренцево море. Вып. 1 / Под ред. Терзиева Ф.С. и др. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 280 с.
2. Заславский Г.М., Сагдеев Р.З. Введение в нелинейную физику. М.: Наука, 1988. 368 с.
3. Каган Б.А., Софьина Е.В. Влияние приливного перемешивания на средние климатические характеристики вод Баренцева моря // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 729–740.
4. Новицкий В.П. Постоянные течения северной части Баренцева моря // Тр. ГОИН. 1967. Вып. 64. С. 1–32.
5. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean / National Geophysical Data Center.—Boulder, Co. USA: NGDC, 2008: <http://www.ibcao.org/>.
6. Ip J.T.C., Lynch D.R. QUODDY-3 User's Manual: Comprehensive coastal circulation simulation using finite elements. Nonlinear prognostic time-stepping model. Thayer School of Engineering. Dartmouth College. Report Number NML 95-1. Hanover. New Hampshire, 1995. 45 p.
7. Jayne S.R. The impact of abyssal mixing parameterizations in an ocean general model // J. Phys. Oceanogr. 2009. V. 39. № 7. P. 1756–1775.
8. Jayne S.R., St. Laurent L.C. Parameterizing tidal dissipation over rough topography // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. № 5. P. 811–814.
9. Kagan B.A., Sofina E.V. Surface and internal semidiurnal tides and tidally induced diapycnal diffusion in the Barents Sea: a numerical study // Cont. Shelf Res. 2014. V. 91. P. 158–170. doi 10.1016/j.csr.2014.09.010
10. Kistler R., Kalnay E., Collins W. et al. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2001. V. 82. P. 247–267.
11. Loeng H., Sundby S. Drifting Argos buoys in the Barents Sea. Coun. Meet. Int. Coun. Explor. Sea, 1989. (C: 19).
12. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. V. 20. № 4. P. 854–875.
13. Mueller M., Haak H., Jungclauss J.H. et al. The effect of ocean tides on a climate model simulation // Ocean Model. 2010. V. 35. № 4. P. 304–313.
14. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 2. doi 10.1029/2003GL019003
15. Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and *in situ* measurements // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C07018. doi 10.1029/2010JC006505
16. Saenko O.A. The effect of localized mixing on the ocean circulation and time-dependent climate change // J. Phys. Oceanogr. 2006. V. 36. № 2. P. 140–160.
17. Saenko O.A., Merryfield W.J. On the effect of topographically enhanced mixing on the global ocean circulation // J. Phys. Oceanogr. 2005. V. 35. № 5. P. 826–834.
18. Simmons H.L., Jayne S.R., St. Laurent L.C., Weaver A.J. Tidally driven mixing in a numerical model of the

- ocean general circulation // *Ocean Model*. 2004. V. 6. № 3–4. P. 245–263.
19. *Slagstad D., Stole-Hansen K., Loeng H.* Density driven currents in the Barents Sea calculated by a numerical model // *Modeling, Identification and Control*. 1990. V. 11. № 4. P. 181–190.
20. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with the primitive equations // *Month. Weather Rev.* 1963. V. 91. № 3. P. 99–164.
21. *Tanis E., Timokhov L.* (eds.). Joint US-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Summer Period. Environmental Working Group, University of Colorado, Media Digital, 1998.

A Method for the Account of the Tidal Changes in Regional Water-Basin Climate on Example of the Ice-Free Barents Sea

B. A. Kagan, E. V. Sofina

We suggest to add the diapycnal diffusivity determined from the solution to the problem of internal tidal wave (ITW) dynamics (in accordance with the approximation of “weak interaction” between turbulence of various origin) and to the vertical eddy diffusivity determined by wind and thermohaline forcings in the investigations of the tidal changes in regional water-basin climates. Then the equations of hydrothermodynamics with the resulting vertical eddy diffusivity which allows or not ITW induced diapycnal diffusion, are integrated up to establishing a quasi-stationary solution. After that both of these solutions found by using the 3D finite-element hydrostatic model QUODDY-4 are compared. This comparison shows that the role of tides in the formation of the Barents Sea climate in summer is not negligible, as applied to some hydrological characteristics. We present fields of dynamic topography of the free surface, surface current velocities and seawater temperature and salinity at the depth of pycnocline in the sea as illustrations of this fact obtained without the account for tides and their tidal variations.